

MICROCODIUM Y TRAZAS FÓSILES DE INVERTEBRADOS EN FACIES CONTINENTALES (PALEOCENO DE LA CUENCA DE ÁGER, LÉRIDA)

C. Rossi

Dpto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de CC Geológicas, Universidad Complutense, Madrid 28040

Resumen: La sucesión thanetiense (Paleoceno superior) en el valle de Áger (Prepirineo de Lérida) está formada por depósitos continentales y marinos someros y representa en conjunto una secuencia transgresiva formada a su vez por 8 secuencias de orden menor. Las dos secuencias basales están formadas por facies fluviales que pasan hacia techo a depósitos de lagos costeros someros carbonáticos. Las microcoditas son un caso extremo de reemplazamiento de facies fluviales intercanal por *Microcodium*, y su aparición en la parte superior de las secuencias representa la retracción del sistema fluvial asociada con una subida relativa del nivel del mar. *Microcodium* se formó en paleosuelos hidromorfos de tipo *pseudogley*, apareciendo como masas globulares alineadas verticalmente a lo largo de trazas de raíces. Se describen nueve tipos de tubos de excavación de invertebrados. Cinco presentan rellenos activos en menisco y han sido clasificados como *Taenidium* sp. Los organismos responsables fueron probablemente gusanos *oligochaeta* acuáticos y terrestres, escarabajos y larvas de insectos. En facies fluviales, los tipos 1 y 2 caracterizan depósitos de *crevasse splay* y *sheet flood*; los tipos 3 y 4 caracterizan paleosuelos hidromorfos de tipo *pseudogley* en la llanura de inundación y son coetáneos con la colonización por *Microcodium* y con la marmorización; el tipo 5 fue producido por un invertebrado que se alimentaba de *Microcodium*; el tipo 6 caracteriza facies de canal. En los depósitos de lagos costeros los tipos 7 y 8 están asociados con margas y calizas lacustres someras y el tipo 9 fue originado en condiciones palustres.

Palabras clave: *Microcodium*, trazas fósiles de invertebrados, facies continentales, Paleoceno, Thanetiense, Terciario, Cuenca Surpirenaica.

Abstract: Thanetian (upper Paleocene) deposits in the Áger valley (South Central Pyrenees) include shallow marine and non marine sediments and form an overall transgressive sequence subdivided into eight minor sequences. *In situ Microcodium* and trace fossils are found copiously in the two lower sequences (1 and 2). These sequences consist mainly of fluvial deposits, with lacustrine limestones in the upper part (shallow coastal lakes). Fluvial systems show an upward and distal increase in overbank deposits, calcitic paleosols and *in situ Microcodium* content in interchannel facies. Fluvial sandstones are intrabasinal in origin. Extrabasinal supply occurs mainly as dissolved calcium carbonate derived from karstification of Cretaceous and lower Paleocene limestones. *Microcodium*-stones are an extreme stage of *Microcodium* replacement after fluvial interchannel deposits, and its abundance in the upper part of sequences reflects fluvial retraction associated to a relative sea level rise. *Microcodium* was generated in flood-plain paleosols (*pseudogleys*); sulphate-rich pore water prevented its development. Replacement is by means of globular bodies with concentric bands of cylindrical colonies. Globular bodies are vertically aligned around root traces and colonize their outer surfaces. Nine forms of invertebrate burrows with paleoenvironmental significance are described. Five of them present active meniscus fills and are identified as *Thaenidium* sp. The traces are of probable *Oligochaeta*, beetle and insect larvae origin. In fluvial deposits, type 1 and 2 are associated to *crevasse splay* and *sheet flood* deposits; type 3 and 4 occur in flood-plain hydromorphic paleosols and are coeval with *Microcodium* and mottling structures; type 5 was generated by a *Microcodium*-feeder invertebrate; type 6 is closely associated with channel sandstones. In lacustrine-palustrine deposits (shallow coastal lakes and marshes) type 7 and 8 occur in lacustrine marls and limestones, and type 9 is associated to the palustrine stage and was generated by a *Microcodium*-feeder.

Key words: *Microcodium*, invertebrate trace fossils, continental deposits, Paleocene, Thanetian, Tertiary, South Pyrenean Basin.

Rossi, C. (1997): *Microcodium* y trazas fósiles de invertebrados en facies continentales (Paleoceno de la Cuenca de Áger, Lérida). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 371-391.

En este trabajo se describe la parte inferior de la sucesión thanetiense (Paleoceno superior) en el valle de Áger (Prepirineo leridano) y su objetivo es, por una parte, discutir el significado sedimentológico, ambiental y secuencial de la aparición de grandes concentraciones de *Microcodium in situ* en facies fluviales, y, por otra, la descripción, interpretación, significado sedimentológico y relación con el *Microcodium* de las principales trazas de invertebrados presentes tanto en facies fluviales como lacustres.

El sinclinal de Áger (Fig. 1) está situado en el borde sureste de la Cuenca Surpirenaica Central, y sus afloramientos paleoceno-eocenos están individualizados del resto de la cuenca por el cabalgamiento del Montsec al norte y por una cobertera de conglomerados eoceno-oligoceno al oeste (Mutti *et al.*, 1985).

En el flanco sur del sinclinal de Áger, sobre los carbonatos del Cretácico superior se dispone un conjunto de litología variada conocido tradicionalmente como «Garumniense» o bien como Formación Tremp (Mey *et al.*, 1968). Llompart y Krauss (1982) dividen el «Garumniense» del valle de Áger en dos tramos con dominio de lutitas rojas separados por un nivel de calizas con nódulos de sílex (carbonatos intermedios), y sitúan el límite Cretácico-Terciario en el interior del nivel rojo basal.

A techo de los carbonatos intermedios se desarrolla una importante superficie de paleokarstificación. La discontinuidad que refleja este paleokarst es correlacionable con la reconocida por Robador *et al.* (1991) en similar posición estratigráfica en Navarra y País Vasco, asignándole una edad de 58.5 m.a., es decir, coincidente con la caída eustática más importante del Paleoceno (Haq *et al.*, 1988), próxima al límite Daniense-Thanetiense.

Por encima de esta discontinuidad, la sucesión thanetiense incluye materiales continentales *s.l.* y marinos someros, y representa en conjunto una secuencia transgresiva formada por ocho secuencias de orden menor (Fig. 2). Cada una de estas secuencias está formada generalmente por una parte inferior de lutitas y areniscas fluviales y una parte superior con carbonatos perimareales y lacustres. El término perimareal se hace más importante hacia occidente y hacia techo de la serie thanetiense, reflejando una cuenca marina hacia el oeste. En la zona oriental (más hacia tierra), la parte superior de las secuencias está representada normalmente por calizas lacustres que se adelgazan progresivamente hacia el este hasta convertirse en suelos palustres. El límite superior de cada secuencia está marcado por bruscos cambios de facies (de calizas perimareales y/o lacustres a lutitas y areniscas fluviales), por erosión de valles fluviales y ocasionalmente paleokarst (favorecido en el sector occidental, menos subsidente, por la existencia en el término perimareal de evaporitas depositadas en *sabkhas* costeras).

La secuencia thanetiense más moderna carece de facies fluviales y su base es una superficie de inundación muy neta que representa la homogeneización de la

Cuenca de Áger por facies marinas. Esta importante superficie transgresiva se sitúa en torno al límite entre la biozona de *Glomalveolina primaeva* (Thanetiense medio-superior) y la de *Glomalveolina levis* (Thanetiense superior).

El límite superior de toda la sucesión thanetiense está representado por una notable superficie de paleokarstificación presente en todo el valle de Áger y por una entrada brusca de siliciclásticos fluvio-deltaicos. Estos siliciclásticos pueden interpretarse como la *Upper Lowstand Wedge* de la primera secuencia ilardiense, cuyo cortejo transgresivo está constituido por calizas con alveolinas de la zona de *A. cucumiformis* (Secuencia de Serraduy, según la terminología de Betzler *et al.*, 1989, usada en otros puntos de la Cuenca Surpirenaica Central).

Las dos secuencias situadas en la base de la serie thanetiense están constituidas por materiales continentales *s.l.* y contienen una abundancia extraordinaria de *Microcodium* y de trazas fósiles de invertebrados. En ambas secuencias (S1 y S2) dominan las lutitas y areniscas fluviales, con desarrollo a techo de calizas lacustres. El espesor y naturaleza de las facies muestran diferencias muy significativas entre el sector oriental, más subsidente, y el sector occidental (Fig. 3), que funciona como un alto relativo controlado tectónicamente por la expresión ancestral del desgarre dextro de Millá, de dirección N-NW.

Contexto sedimentológico

Secuencia 1

La Secuencia 1 (S1), con un espesor máximo de 80 m, puede subdividirse en un tramo inferior fluvial, más potente, y un tramo superior con facies fluviales muy ricas en *Microcodium in situ* y calizas depositadas en lagos costeros (Fig. 4). El límite inferior de la Secuencia está representado por una superficie de karstificación sobre los carbonatos intermedios garumnienses (de edad Daniense o Thanetiense inferior) y el límite con la Secuencia 2 lo constituye la reactivación del sistema fluvial, con incisión de canales sobre las calizas lacustres del techo de S1.

a) Tramo inferior

En el borde oriental (Peralba) las facies dominantes son las lutitas rojas masivas sin marmorización, entre las que se intercalan conjuntos de estratos tabulares de arenisca que pueden alcanzar los 7 m de potencia y varios kilómetros de extensión lateral; los estratos individuales no superan el metro de espesor y presentan laminación paralela, estratificación cruzada planar, laminación ondulada y *climbing ripples*. Generalmente son granodecrecientes y pasan gradualmente a techo a limos o areniscas finas con laminación de *ripples* colonizadas ocasionalmente por *Microcodium in situ*. Hacia el W (Les Altesres), los *sheets* de areniscas se adelgazan y las lutitas rojas se enriquecen progresivamente en nódulos de yeso, hasta constituir las facies dominantes en el centro del sector subsidente (Noguera

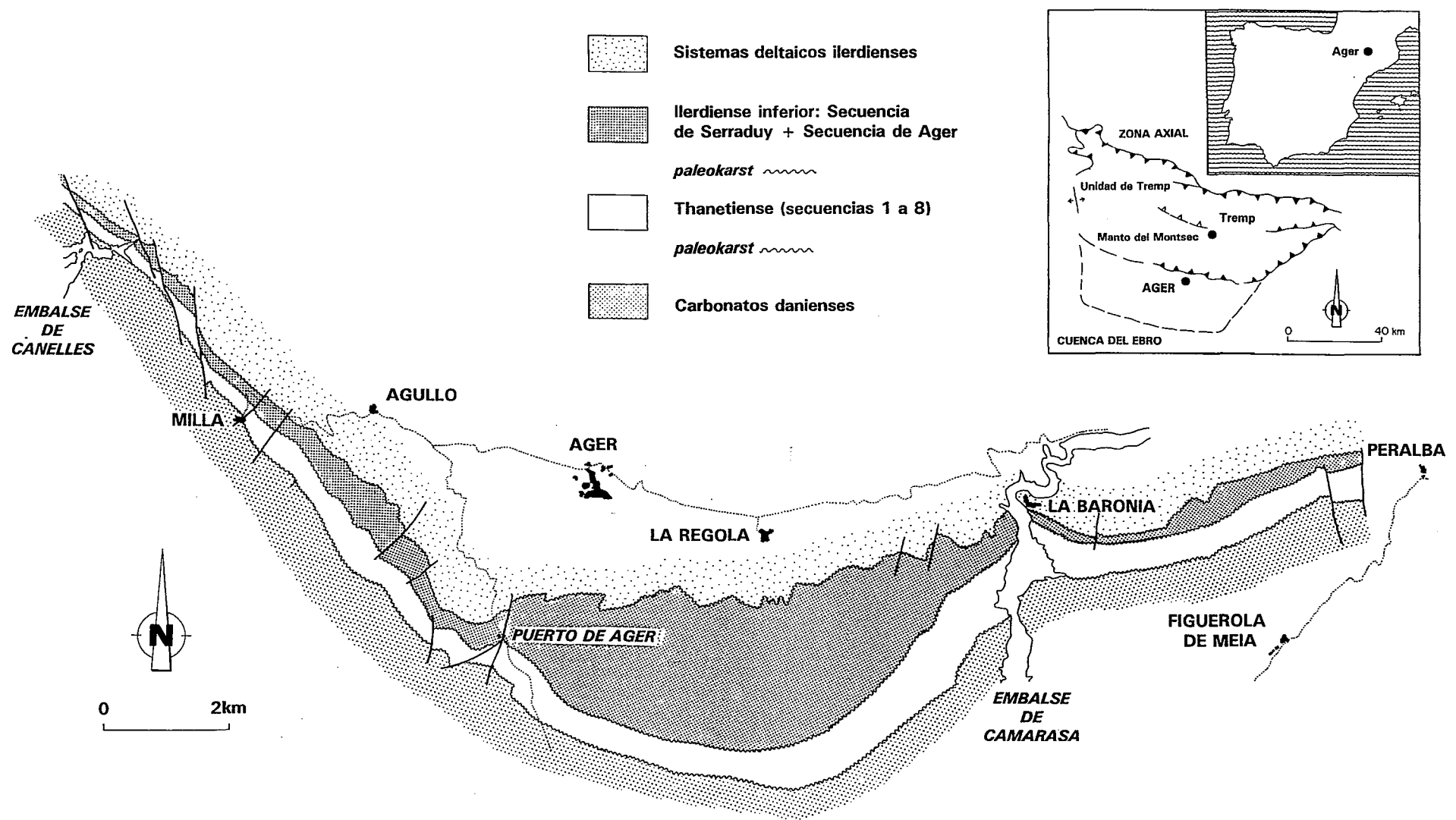
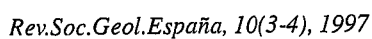


Figura 1.- Esquema de situación y cartografía geológica simplificada de los depósitos thanetienses en el valle de Áger.



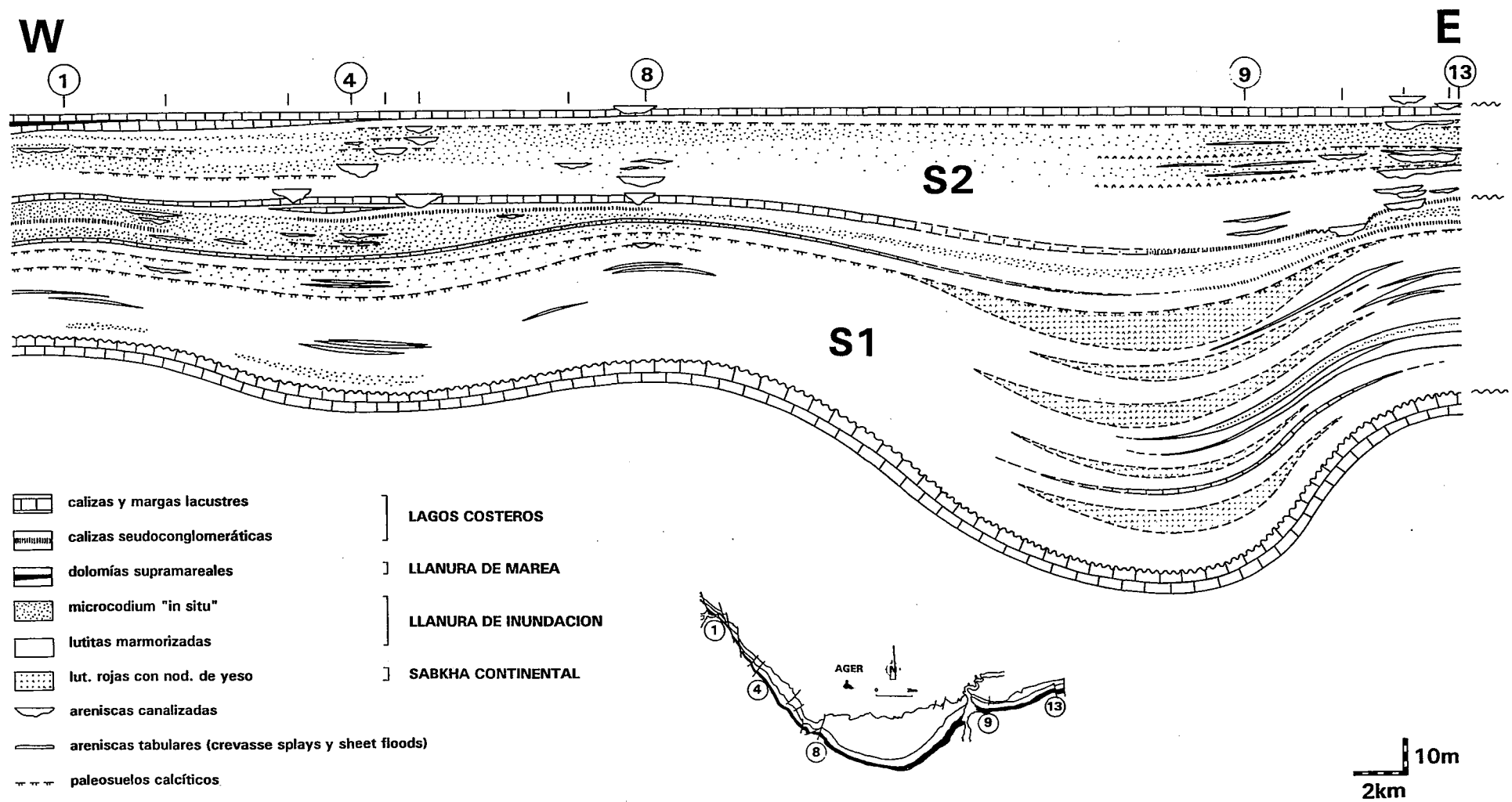


Figura 3.- Corte de las secuencias 1 y 2 a lo largo del flanco S del sinclinal de Áger.

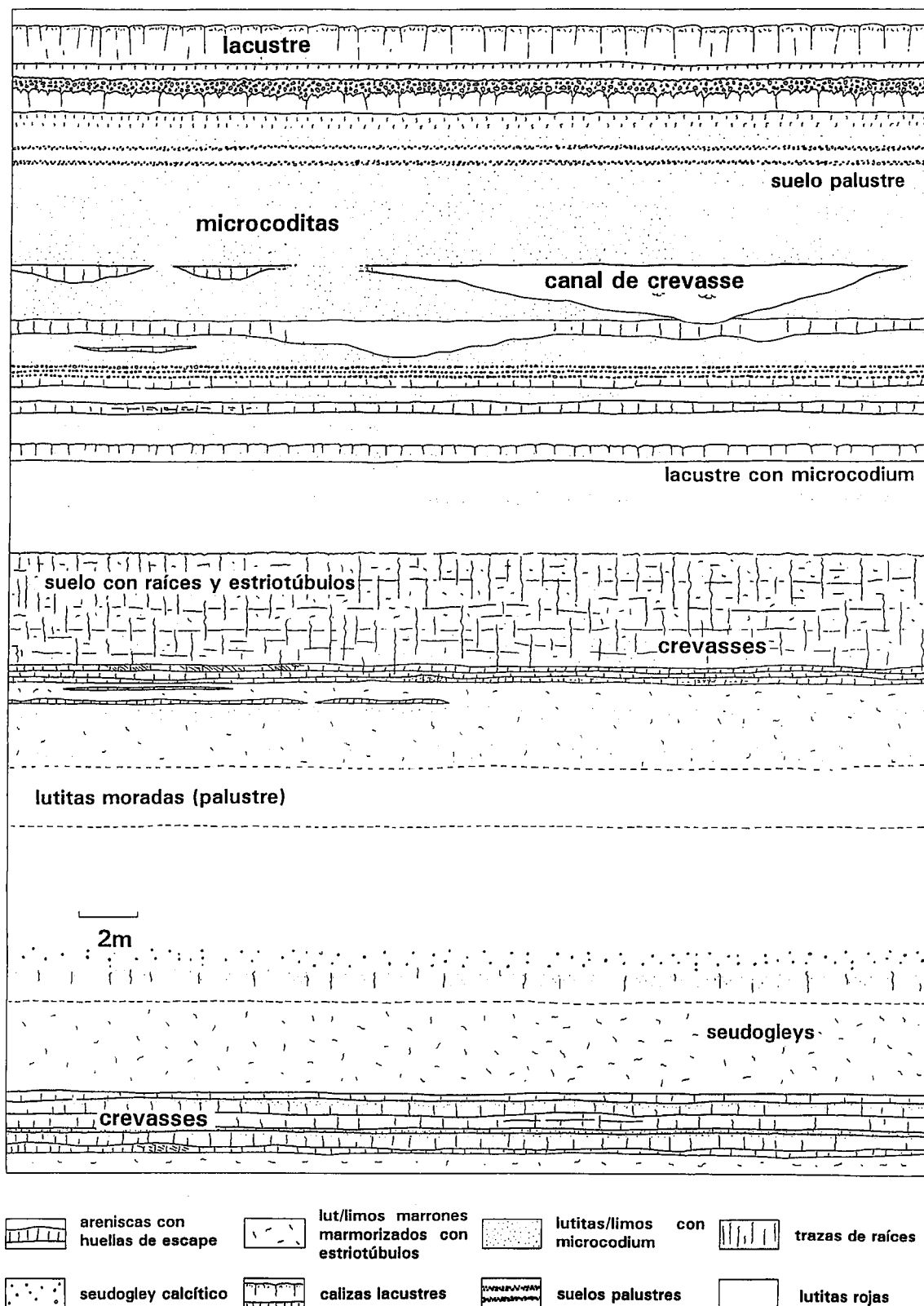


Figura 4.- Esquema de afloramiento de la Secuencia 1 en Millá, con la distribución de las trazas fluviales más abundantes: huellas de escape (tipo 1) y «estriotúbulos» (tipo 3).

Pallaresa). Todo el conjunto de facies del sector oriental puede interpretarse como un sistema fluvial con funcionamiento efímero caracterizado por flujos no canalizados (*sheet floods*) procedentes del E y por el desarrollo de llanuras lutíticas y *sabkhas* continentales (en

sentido de Warren, 1989) en la parte central del sector subsidente. La naturaleza y distribución de las facies es análoga a la de los abanicos terminales (Friend, 1978; Mukerji, 1976). En todo el sector oriental, el límite con el tramo superior de S1 lo constituye una catena de

paleosuelos calcítico-yesíferos: *pseudogleys* calcíticos con *Microcodium* en el borde E, que pasan al W (hacia el depocentro del Noguera Pallaresa) a lutitas marrones con grandes rizolitos de yeso.

En el sector occidental, el tramo inferior de la Secuencia 1 está dominado por lutitas marmorizadas de llanura de inundación organizadas en perfiles edáficos superpuestos de tipo *pseudogley*. Entre ellas se intercalan *sheets* de areniscas finas y limos de gran extensión lateral, monoepisódicos o multiepisódicos y de potencia normalmente inferior a 1,5 m. Generalmente las estructuras sedimentarias primarias están borradas por procesos diagenéticos tempranos: desecación, varias fases de bioturbación de invertebrados y ocasionalmente colonización de *Microcodium in situ*, proporcionando al estrato un típico aspecto «arruinado». Sin embargo, ocasionalmente se preserva estratificación cruzada planar o laminación paralela, pasando a techo a laminación de *ripples*. De forma muy subordinada aparecen depósitos canalizados de arenisca menores de 1 m de potencia y de 15 a 30 m de extensión lateral. Ambos tipos de depósitos areniscosos (*sheets* y cuerpos canalizados) pueden interpretarse como *crevasse splays* proximales y distales de un sistema fluvial dominado por los desbordamientos. Distalmente (al W) y hacia techo, los paleosuelos de la llanura de inundación están mejor desarrollados y son más calcimorfos (catenas de *pseudogleys* calcíticos - suelos palustres) a lo que acompaña un aumento en la cantidad de *Microcodium in situ*.

b) Tramo superior

En la parte superior de S1 aparecen dos niveles continuos de calizas lacustres y sus equivalentes palustres, y un nivel intermedio (presente sólo en el borde W) formado por calizas pseudoconglomeráticas palustres (en sentido de Freytet y Plaziat, 1982). Entre estas facies lacustre-palustres se intercalan depósitos fluviales cuyas facies de llanura de inundación están compuestas casi exclusivamente por microcoditas (ver más adelante) entre las que se intercalan cuerpos canalizados y *sheets* de areniscas conectados lateralmente (*crevasse splays*, Fig. 4). Estos depósitos de *crevasse* se nutren en parte de la erosión de las microcoditas intercanal y a su vez suelen estar colonizados por *Microcodium in situ*.

El tránsito entre el tramo inferior y el superior de S1 representa un cambio drástico en la polaridad de la cuenca, lo que queda reflejado por una migración de los depocentros hacia el oeste. Dentro del tramo superior, las facies lacustres adquieren su máximo desarrollo hacia techo, lo que se ve acompañado por una retracción completa de las facies fluviales.

Los litosomas lacustres comienzan siempre con margas grises o lutitas de colores reducidos (verdes, marrones) excepcionalmente ricas en tubos de bioturbación de tipo 7 (ver apartado sobre 'trazas fósiles de los carbonatos lacustres' y Fig. 5) y representan las facies de instalación y expansión lacustre sobre la llanura aluvial. Estos depósitos pasan hacia techo a calizas en ciclos lacustre-palustre que representan el re-

lleno y retracción lacustres y cuyas macro y microfacies reflejan una clara zonación lateral en sentido E-W (Fig. 5).

En la parte central (zona de Millá-Puerto de Áger, donde los depósitos lacustres son más potentes) las calizas lacustres están constituidas por niveles de 1,3 m de espesor máximo de *mudstones-wackestones* con restos de carofitas (verticilos, tallos y girogonitos), prismas disociados de *Microcodium* y fragmentos de gasterópodos.

Hacia el W (de donde proceden todas las transgresiones marinas registradas en el resto de la serie thanetiense), las microfacies lacustres están dominadas por *mudstones* con cianobacterias filamentosas de tipo *Girvanella* y tienen unas características muy similares a las de los *interior fresh water marshes* de la región de Florida-Bahamas, que pasan lateralmente hacia el mar a llanuras de marea carbonáticas (Monty y Hardy, 1976). En el resto de las secuencias thanetienses del valle de Áger, la asociación lateral y vertical de los *algal mats* de *Girvanella* con llanuras de marea se cumple casi sistemáticamente. Esta relación ya ha sido puesto de manifiesto en depósitos similares del Cretácico superior y Eoceno de Yugoslavia (Bignot, 1981).

Hacia el E, las calizas lacustres se van adelgazando sensiblemente hasta convertirse en calizas pseudoconglomeráticas palustres y finalmente en horizontes ruiformes (suelos palustres, Freytet y Plaziat, 1982) en el borde oriental.

La distribución de espesores, facies y microfacies indica unos depósitos lacustres extraordinariamente expansivos, originados en lagos costeros perennes y bordeados al W (hacia el mar) por llanuras fangosas carbonáticas con tapices de cianobacterias y al E (hacia el continente) por una extensa llanura palustre.

Secuencia 2

La Secuencia 2 está constituida casi exclusivamente por facies fluviales, con desarrollo a techo de facies lacustres.

a) Facies fluviales

Los depósitos canalizados están representados por cuerpos de arenisca de 4 m de potencia máxima con *lags* conglomeráticos y tendencia vertical granodecreciente. La estructura interna dominante es la estratificación cruzada de surco, pasando a techo a laminación paralela y de *ripples*. Algunos cuerpos presentan acreción lateral. Muchos de los canales de la parte superior presentan un relleno casi exclusivamente oncolítico-estromatolítico.

Las facies intercanal están constituidas por lutitas marmorizadas con intercalaciones de *sheets* areniscosos. Las lutitas están afectadas por una serie de paleosuelos hidromorfos apilados: *pseudogleys* (lutitas marrones/rojas/grises con marmorización en manchas), *pseudogleys* calcíticos (idem. con nódulos calcíticos dispersos o alineados verticalmente) y suelos palustres (horizontes ruiformes de Freytet y Plaziat, 1982), es-

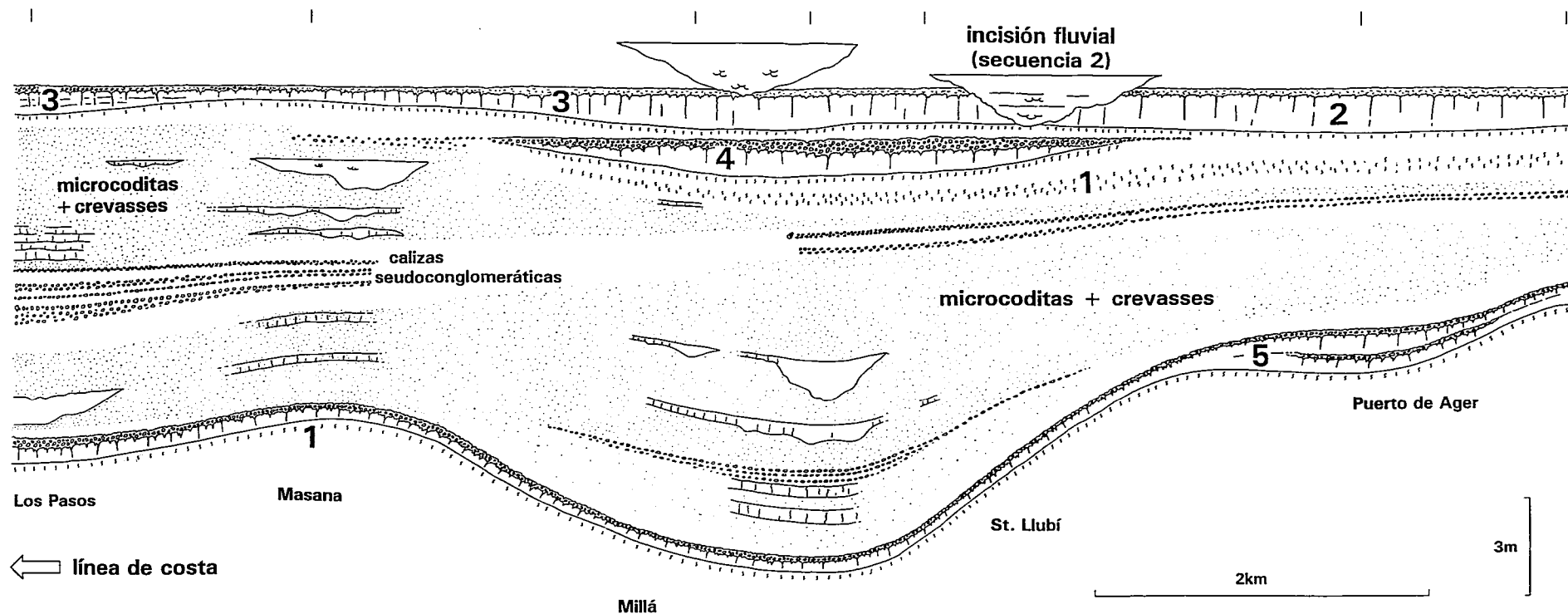


Figura 5.- Distribución de facies lacustres y zonación lateral de microfacies en la parte superior de la Secuencia 1 en el sector occidental: 1. Margas grises con abundantes trazas de tipo 7; 2. *Mudstones-wackestones* de carofitas y prismas disociados de *Microcodium*; 3-4. *Wackestones* de *Girvanella* y otras cianobacterias; 5. Similar al 2 pero con grandes cantidades de *Microcodium in situ*.



Figura 6.- Colonias globulares de *Microcodium* creciendo en lutitas marmorizadas de la llanura de inundación con alto contenido en carbonato cálcico. Afloramiento perpendicular a la estratificación. El diámetro de la moneda es de 2,3 cm.

tos últimos de espesor centimétrico y asociados frecuentemente al borde de los canales. Al igual que en S1, los paleosuelos calcálicos adquieren un mayor desarrollo hacia techo, y en el centro del sector subsidente son reemplazados (formando catenas) por paleosuelos yesíferos (lutitas rosas con nódulos de yeso). Una gran parte de las facies intercanal está caracterizada por la presencia de cantidades variables de *Microcodium in situ*, que adquiere su desarrollo máximo hacia techo y en zonas distales del sistema fluvial, y cuya disposición y significado se discutirán en detalle en el apartado sobre *Microcodium* en facies fluviales.

Entre las facies de grano fino (con o sin *Microcodium*) se intercalan abundantes *sheets* y lóbulos limoarenosos, granodecrecientes vertical y distalmente, de gran extensión lateral y espesor decimétrico (*crevasse splay*s distales) conectados físicamente con cuerpos canalizados someros y extensos (canales de *crevasse*). Al igual que en S1, los *crevasse*s distales están afectados por varias fases de bioturbación de invertebrados y suelen estar colonizados selectivamente por *Microcodium* en la parte media y superior de la Secuencia 1.

La evolución vertical del sistema fluvial de S1 está caracterizada por un aumento en la relación anchura/profundidad de los canales, acompañado de una disminución en la densidad y grado de interconexión de los mismos. En la base de la Secuencia los canales están encajados en las facies lacustres de S1, provocando en ellas incisiones de hasta 6 m de profundidad.

La parte proximal del sistema fluvial (hacia el E) presenta una mayor abundancia de canales que con frecuencia están amalgamados. En la parte distal (hacia el W) las facies fluviales están dominadas por los desbordamientos, con menos canales, de menor potencia, mayor anchura y desconectados lateralmente.

b) Facies lacustres

A techo de S2 aparece un nivel muy continuo, de 5 m de espesor máximo, formado por depósitos lacustres. Estos depósitos contienen una intercalación de dolomías supramareales en el borde occidental (al W de Millá), y presentan una zonación de facies y microfases análoga a la de los sistemas lacustres de S1, lo que permite interpretarlos también como facies depositadas en lagos costeros someros carbonáticos.

Composición petrológica de las areniscas

Las areniscas fluviales de las dos secuencias descritas anteriormente tienen una composición carbonática, con el esqueleto dominado por clastos de *Microcodium* detrítico y contenidos muy bajos en siliciclásticos. La pasta también es de naturaleza carbonática, ya sea como matriz micrítica o como cemento esparítico sintaxial y en mosaico. Los componentes mayoritarios del esqueleto son:

- Clastos de *Microcodium*: prismas unitarios disociados y en menor medida fragmentos de colonias cilíndricas en las granulometrías más gruesas. Sus porcentajes oscilan entre un 50 y un 70%. Suelen desarrollar recrecimientos sintaxiales, excepto en el interior de las estructuras de bioturbación.

- Fragmentos micríticos y cantos blandos micrítico-arcillosos (20-40%).

- Cuarzo: su contenido nunca supera el 15% (normalmente entre un 5 y un 10%) apareciendo como: cuarzoes monocrystalinos angulosos con extinción recta, cuarzoes monocrystalinos idiomorfos con extinción recta (con y sin inclusiones de anhidrita), cuarzoes monocrystalinos angulosos con inclusiones de anhidrita, *chert*, calcedonita y espículas de esponjas silíceas.

- Fragmentos de oncolitos: suelen formar parte de los *lags* de los canales junto con fragmentos de colonias de *Microcodium* y fragmentos de calizas lacustres y/o palustres, que a su vez sirven de núcleo a los oncolitos.

En las areniscas parcialmente bioturbadas se observa un contraste textural entre las zonas bioturbadas (con tubos de excavación con relleno en menisco) y las zonas que conservan las estructuras deposicionales. El interior de las primeras presenta abundante matriz

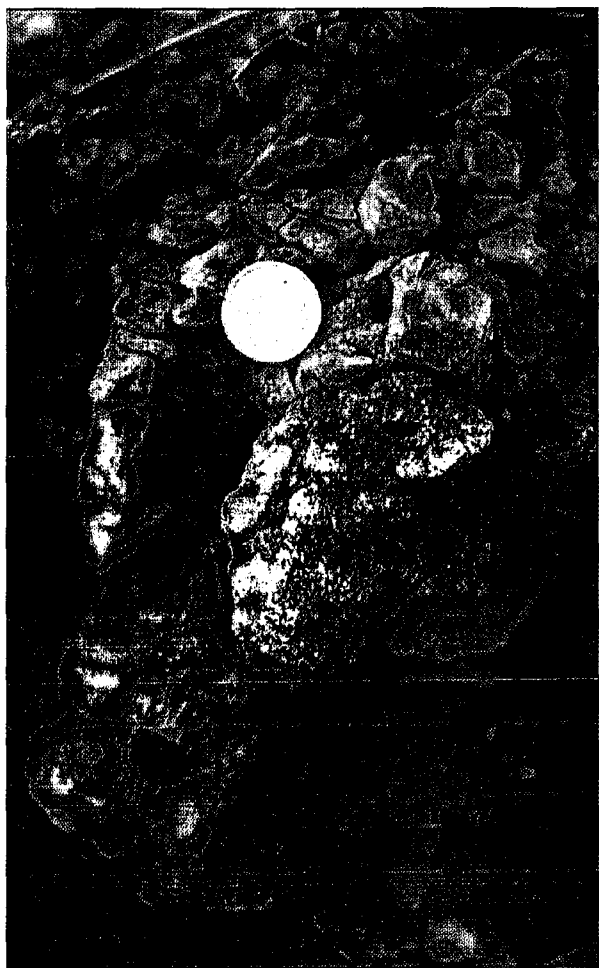


Figura 7.- Colonia globular de *Microcodium* con tubo central correspondiente a una traza de raíz. Las colonias cilíndricas elementales crecen centrifugamente a partir del tubo central. Sheet de arenisca de grano muy fino (crevasse splay distal). El diámetro de la moneda es de 1,8 cm.

micrítica, mientras que en las zonas no bioturbadas el depósito arenoso carece de matriz y la porosidad primaria está cementada por esparita temprana (previa a la compactación). A techo de los *sheets* areniscosos la bioturbación puede ser total, con el desarrollo de una facies bioturbada caracterizada por texturas con matriz y mezcla de sedimentos.

La composición descrita refleja un carácter casi exclusivamente intracuencal de las areniscas: el *Microcodium* detrítico procede del retrabajamiento de las facies intercanal del propio sistema fluvial o de la secuencia subyacente. Los fragmentos micrítico-arcillosos representan clastos de *rip-up* generados a partir de los restos de las facies lutíticas no reemplazadas completamente por *Microcodium*. Los fragmentos micríticos proceden de la erosión de los niveles lacustres-palustres intercalados, al igual que los escasos fragmentos de gasterópodos y carofitas. Los fragmentos de cuarzo idiomorfo con o sin inclusiones de anhidrita y los fragmentos de sílice fibrosa, representan un espectro continuo de tipos texturales normalmente asociados con silicificación de evaporitas

(Milliken, 1979); la fuente más cercana para los fragmentos de evaporitas silicificadas la constituyen los carbonatos intermedios garumnienses, sobre los que se desarrolla una karstificación previa y/o en parte sincrónica con la sedimentación de la Secuencia 1. Los escasos cuarzos angulosos con extinción recta pueden tener un origen similar o bien ser puramente extracuencales.

Los restos de espículas de esponjas silíceas, aunque en pequeñas proporciones (<2-3%), se han reconocido en la totalidad de las muestras estudiadas. Facies con espículas son frecuentes en los *chalks* de plataforma abierta en el Dominio Pirenaico durante el Cretácico superior, y en ellas son característicos los nódulos de *chert* por removilización diagenética de parte de la sílice opalina (más soluble) de los organismos silíceos (espículas y radiolarios) y su reprecipitación como *chert*. Si a esto unimos la ausencia de extraclastos, la abundancia de oncolitos y estromatolitos fluviales (predominando a techo de las Secuencias) y, sobre todo, la presencia de una superficie de karstificación afectando al menos a los carbonatos intermedios garumnienses, puede deducirse que el aporte de material extracuencal se produce mayoritariamente como carbonato cálcico en disolución derivado de la karstificación de las calizas paleocenas y cretácicas, siendo el *Microcodium*, las cianobacterias y los organismos lacustres los encargados de la fijación de ese carbonato en la cuenca y su conversión en material detrítico. Las diversas formas de cuarzo representan, al menos en parte, el residuo insoluble de la karstificación de los carbonatos citados.

La gran abundancia de material fino en los sistemas fluviales implica aparentemente un área fuente lutítica que coexistiría con la carbonática. No obstante, estas lutitas presentan un gran contenido en carbonato cálcico que se pone de manifiesto al ser reemplazadas sistemáticamente por *Microcodium*: *Microcodium* sólo se instala sobre sustratos carbonáticos (Klappa, 1978) y su presencia en lutitas implica un porcentaje muy elevado de carbonato cálcico, en torno al 50-80% (Plaziat, 1984, p. 694). Por esta razón, puede asignarse al menos una parte del material calcilutítico como procedente de *terras rossas* kársticas, cuya composición está dominada normalmente por carbonato detrítico de grano fino.

Microcodium en facies fluviales

Introducción

La presencia de *Microcodium* en el «Garumniense» del valle de Áger ya fue citada por Llompart y Krauss (1982) y por Freeman *et al.* (1982). En otros puntos del «Garumniense» surpirenaico la presencia de *Microcodium* ha sido puesta de manifiesto por Rampone *et al.*, (1987) y por Plaziat (1984) entre otros. Aparte de la polémica sobre su origen real (bacteria, hongo, raíz o micorriza) todos los autores modernos coinciden en asignarle un origen edáfico ligado a sustratos ricos en carbonato cálcico: suelos hidromorfos de llanura de inundación (*pseudogleys*),

suelos palustres, calcretas y en discontinuidades sobre rocas carbonáticas. A pesar de la gran importancia volumétrica del *Microcodium* en *pseudogleys* aluviales (fundamentalmente de edad paleocena-eocena), la mayor parte de la literatura se refiere a material procedente de calcretas o calizas palustres, centrándose en su origen o en sus características microestructurales (ver Klappa, 1978, y Plaziat, 1984, para una revisión bibliográfica completa). En opinión de Plaziat (1984) todos los suelos colonizados por *Microcodium* tienen en común el ser de moderada a bien drenados, lo que implica un medio vadoso para su desarrollo. Freytet y Plaziat (1982) ofrecen una clasificación ambiental bastante completa de las apariciones de *Microcodium* en el Cretácico superior y Terciario del S de Francia; las formas consideradas aquí pueden englobarse en sus categorías e-f (restos retrabajados en canales y llanura de inundación), f-j (crecimiento *in situ* en la llanura de inundación en general y sobre lutitas calcáreas en particular), e i-h (colonización de calizas palustres y prismas retrabajados sedimentados en calizas lacustres). Todas estas apariciones son invariablemente de colonias cilíndricas (Freytet y Plaziat, 1982).

La relación *Microcodium*-raíces ha sido puesta de manifiesto en gran parte de la literatura moderna. Así, *Microcodium* ha sido considerado como el resultado de la actividad de microorganismos relacionados con la rizosfera de una planta (Bodergart, 1974; Bodergart *et al.*, 1985), como resultado de la calcitización de una micorriza (Klappa, 1978) y más recientemente como el resultado de la calcitización de determinadas células de las raíces (Jaillard *et al.*, 1991; Calvet *et al.*, 1991).

Microcodium, tanto *in situ* como retrabajado, es el componente mayoritario de los sedimentos de S1 y S2. Las facies intercanal de los sistemas fluviales de ambas secuencias están afectadas en diferente medida por el crecimiento *in situ* de colonias de *Microcodium*. Este reemplazamiento puede afectar a cualquier tipo de facies con la notable excepción de las lutitas con nódulos de yeso (paleosuelos yesíferos y *sabkha* continental), que nunca contienen *Microcodium in situ* a pesar de poder estar intercalados lateral y verticalmente entre microcoditas, lo que implica una clara inhibición de los organismos generadores del *Microcodium* en presencia de aguas intersticiales ricas en sulfatos.

Las facies fluviales intercanal afectadas por *Microcodium* pueden subdividirse en dos tipos, en realidad términos finales de un espectro continuo: facies con colonias globulares aisladas y microcoditas.

Facies intercanal con colonias globulares aisladas

Una gran parte de las facies intercanal de las dos secuencias presenta estadios incipientes o intermedios de reemplazamiento por *Microcodium in situ*. Las facies afectadas son tanto las lutitas marmorizadas (*pseudogleys* con y sin horizontes calcícticos desarrollados) como areniscas y limos de *crevasse* y *sheet floods*.

La colonización se produce en forma de masas cuya morfología externa puede calificarse de globular



Figura 8.- Microcodita: coalescencia de colonias globulares con restitas de limos no reemplazados. Detalle del nivel extensivo de microcoditas de la figura 9 (parte superior de S2).

(Lucas y Montenat, 1967) o de botroidal (Plaziat, 1984, pl.52) (Fig. 6). Pueden ser equidimensionales o ligeramente elongadas en la vertical y su tamaño oscila entre 1 y 15 cm. La característica más significativa de algunas de estas colonias es la presencia de un tubo central vacío o relleno de sedimento, de contorno irregular y de diámetro muy variable (de milimétrico a centimétrico) (Fig. 7). Estos cuerpos globulares están aislados en el seno del sedimento (lutitas, limos o areniscas) y su distribución espacial parece aleatoria en la mayor parte de los casos. No obstante, algunos afloramientos revelan que las colonias globulares están en realidad alineadas verticalmente y/o tapizando tubos verticales sinuosos rellenos por lutitas rosas. En muchos perfiles de paleosuelos de S1 y S2, (calcícticos o no y con o sin *Microcodium*) estos tubos rosados representan trazas de raíces (con bifurcaciones hacia abajo de órdenes crecientes con disminución de diámetro) (Fig. 9).

Las masas globulares están formadas internamente por numerosas colonias cilíndricas y de tipo intermedio cilíndrico-lamelar (de tipo 1 e intermedias entre tipo 1 y 2, según la terminología de Plaziat, 1984), y cuyos ejes de crecimiento son perpendiculares a la superficie exterior globosa y se organizan en bandas

concéntricas alrededor del hueco central cuando éste existe.

Estas colonias son agresivas (reemplazan), y por tanto son posteriores, a las trazas de invertebrados de tipo 1 y 2 (descritas en el apdo. 4.2). La relación con las trazas de tipo 3 y 4 (ver apdo. 4.2) no es tan clara, ya que en unos casos las reemplazan y en otros (caso más frecuente) estas trazas retrabajan y destruyen a las colonias globulares desagregándolas en sus componentes elementales (los prismas).

De este modo, en *Microcodium* pueden definirse tres niveles de organización: (1) a escala microscópica los prismas unitarios se aglutinan en colonias cilíndricas o cilíndrico-lamelares; (2) a escala mesoscópica (muestra de mano) las colonias cilíndricas elementales (denominadas «individuo» por Calvet *et al.*, 1991) se organizan en bandas concéntricas con los ejes de crecimiento perpendiculares a una traza de raíz, formando colonias globulares; (3) a escala macroscópica (de afloramiento) varias masas globulares diferentes se alinean a lo largo de, o rodean, trazas de raíces.

Microcoditas

En este trabajo se denominan microcoditas a las facies compuestas casi exclusivamente por *Microcodium in situ* (las *reef like masses* de Esteban, 1974). Las microcoditas «fluviales» proceden del reemplazamiento casi total de facies fluviales previas, preferentemente de grano fino (lutitas y limos) (Fig. 8). Por lo general forman niveles de una continuidad extraordinaria (a nivel de toda la Cuenca de Áger) dominando a techo y en zonas distales de los sistemas fluviales como preludio de la aparición de los depósitos lacustres. Un nivel simple de microcoditas puede alcanzar los 4 m de potencia, interrumpido localmente por *crevasses* y pequeños canales generalmente oncolíticos. Las microcoditas contienen trazas de raíces de tendencia vertical levemente sinuosa que pueden superar los 2 m de longitud. En la parte inferior de los niveles, la orientación de las trazas de raíces tiende a ser horizontal, con presencia de ramificaciones secundarias y terciarias de diámetro decreciente (Fig. 9). A escala mesoscópica las trazas de raíces están constituidas por tubos cilíndricos de 2-3 cm de diámetro, vacíos o rellenos por lutitas rosas y bordeados por un halo de varios centímetros de espesor formado por colonias de *Microcodium* de color gris dispuestas perpendicularmente al canal rosa. Las zonas comprendidas entre los halos grises perirradicales están formadas por colonias globulares marrones de *Microcodium* entre las que quedan restos de limos amarillentos. Esta disposición vertical de colores alternantes rosas/grises/marrones es de hecho una marmorización de tipo vertical, motivada por la presencia original de halos de reducción alrededor de raíces (Freytet y Plaziat, 1982; Bracken y Picard, 1984).

Las microcoditas representan un paleosuelo y al mismo tiempo un tipo de facies de llanura de inundación, y su naturaleza temprana se pone de manifiesto en que los canales y *crevasses* intercalados pueden no

estar afectados por la colonización; si lo están, el proceso es de arriba hacia abajo y los *lags* de estos canales incorporan como clastos colonias cilíndricas sin apenas disociar, lo que implica un transporte muy escaso, y por tanto un retrabajamiento local de las microcoditas durante crecidas episódicas separadas por largos periodos sin sedimentación.

Distribución del Microcodium in situ dentro de las secuencias y discusión

La distribución mesoscópica del *Microcodium in situ* en las facies fluviales intercanal parece estar controlada en muchos casos por la existencia de trazas de raíces dentro de perfiles edáficos de tipo *pseudogley*. *Microcodium* coloniza la superficie externa de estas raíces y crece perpendicularmente a ellas reemplazando el sedimento circundante.

Los dos tipos de facies descritos (facies intercanal con colonias globulares aisladas y microcoditas) son sincrónicos con el funcionamiento de los canales, a los que no afecta la colonización y cuyas areniscas se nutren al menos en parte de la erosión de las facies intercanal, es decir, de prismas de *Microcodium*.

En las dos secuencias (S1 y S2) hay una tendencia clara al aumento hacia techo del contenido en *Microcodium in situ* en las facies intercanal (Fig. 3). Esta tendencia también se manifiesta horizontalmente, con un mayor contenido en la parte distal, y por tanto más cercana a la costa (al W), del sistema fluvial. Las microcoditas son un estadio extremo de colonización por *Microcodium*, representan facies fluviales intercanal entre las que se intercalan *crevasses* y canales de alta relación anchura/profundidad, bajo grado de interconexión mutua y con frecuencia oncolíticos. Por otra parte, las microcoditas están relacionadas vertical y lateralmente (Figs. 3, 4 y 5) con los depósitos de lagos costeros carbonáticos descritos previamente. El tránsito vertical y lateral con las margas y calizas lacustres se realiza mediante paleosuelos arcillosos, calcíticos o yesíferos, pero sin *Microcodium*, debido a que bordean los lagos y en ellos el nivel freático está lo suficientemente alto como para inhibir el desarrollo de *Microcodium*, netamente vadoso e incompatible con la presencia de aguas intersticiales sulfatadas.

Las microcoditas pueden interpretarse al menos de tres maneras:

a) Como paleosuelos en sentido estricto. Su predominio hacia techo de los sistemas fluviales refleja una disminución progresiva de la tasa de sedimentación, lo que permite el desarrollo de paleosuelos más evolucionados, es decir, con más *Microcodium*. De este modo, los niveles continuos de microcoditas representarían paradas generalizadas en la sedimentación con significado isocrónico (Klappa, 1978). Esta posibilidad está en aparente contradicción con la evolución vertical de los sistemas fluviales: granodecrecientes con disminución a techo y hacia las partes distales de la densidad, espesor y grado de conexión de los canales, lo que *a priori* debería implicar una mayor tasa de agradación

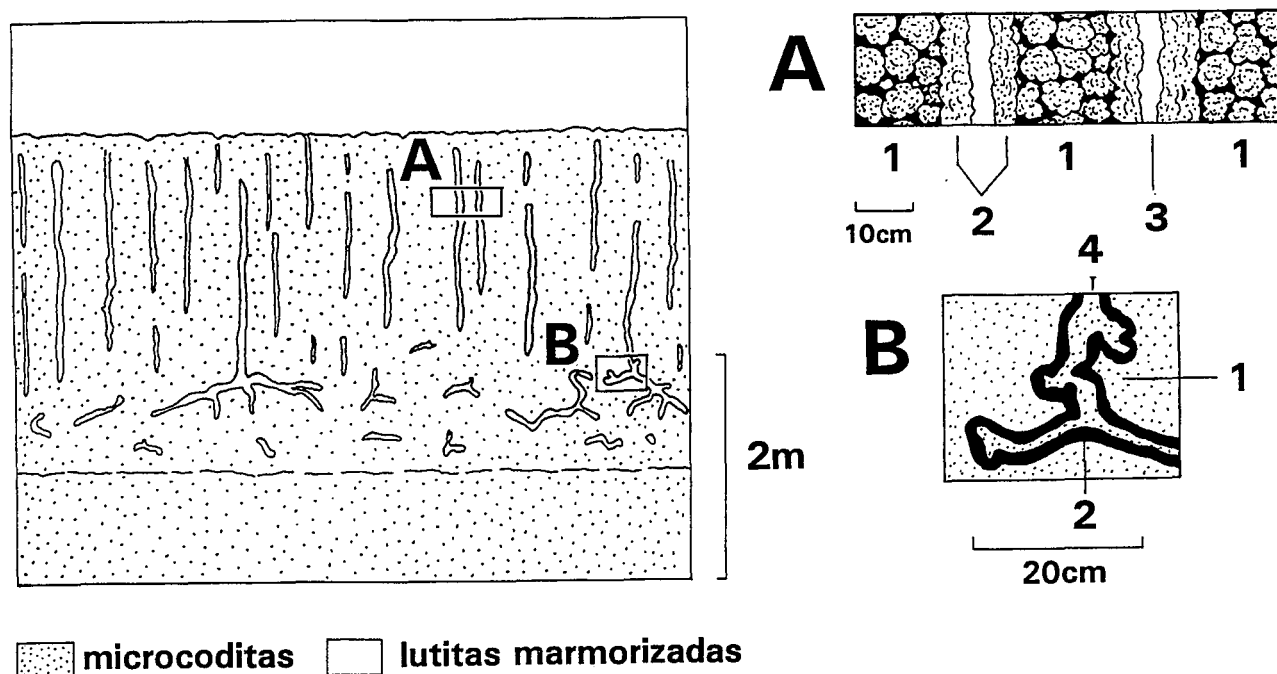


Figura 9.- Microcoditas: Esquema de afloramiento mostrando las trazas de raíces y la marmorización vertical asociada. 1: Colonias globulares de *Microcodium* de color marrón con restos de limos amarillos y nódulos calcéticos blancos. 2: Aureolas de colonias grises de *Microcodium* bordeando las trazas de raíces. 3: Trazas de raíces s.s., vacías o rellenas por lutitas rosas. 4: Trazas de raíces rellenas por colonias rojas de *Microcodium* en la parte inferior del perfil.

hacia techo y distalmente, precisamente en las partes donde las microcoditas adquieren su mayor desarrollo.

b) La aparente contradicción de la posibilidad (a) puede evitarse si tenemos en cuenta que todas las facies intercanal están formadas por paleosuelos apilados (seudogeys más o menos calcéticos y suelos palustres); las microcoditas pueden representar un suelo más con condiciones muy favorables para el *Microcodium*, dentro de un contexto de baja tasa de sedimentación para todo el sistema fluvial derivada de su funcionamiento efímero.

c) La posibilidad más adecuada podría ser considerarse a las microcoditas como un cinturón de facies (pedofacies, en este caso) adjacente lateral y verticalmente con el cinturón de lagos y marismas costeros (Fig. 3), y caracterizado por una cubierta vegetal en condiciones vadosas y una tasa de sedimentación muy baja. En el cinturón de lagos y marismas el nivel freático estaría aflorando en superficie, con la consiguiente inhibición del *Microcodium*, que sólo se desarrolla en condiciones vadosas (Plaziat, 1984). Las calizas lacustres, sus equivalentes palustres, los suelos palustres sin *Microcodium* y probablemente las microcoditas representan el equivalente en tierra de un nivel transgresivo. La correspondiente subida relativa del nivel del mar ha de suponer una disminución significativa en el espacio disponible para la sedimentación fluvial, así como una pérdida de gradiente para los sistemas fluviales. Teniendo en cuenta la naturaleza autofágica del sistema fluvial, la subida del nivel de

base supone la práctica anulación de los aportes detríticos intracuencales. En esta situación transgresiva sólo permanece el aporte extracuencale (carbonato en disolución) lo que se traduce en la abundancia de oncolitos en los canales intercalados entre las microcoditas y probablemente en el origen del carbonato de los propios sistemas lacustres costeros.

Trazas de invertebrados

Introducción

Los sedimentos fluviales y lacustres de las Secuencias 1 y 2 contienen una concentración excepcional de trazas fósiles de invertebrados. En todos los casos son formas tubulares que representan el relleno de tubos de excavación de invertebrados. La mayor parte de las trazas presentan una dependencia directa con un determinado tipo de facies, al mismo tiempo que son agentes de primer orden (junto con la edafogénesis) en la destrucción textural y estructural del sedimento original. Estos dos factores hacen que su estudio sea casi imprescindible a la hora de interpretar estos depósitos.

La mayoría de los autores coinciden en que aún existe un gran desconocimiento de las trazas fósiles en medios continentales (Stanley y Fagerstrom, 1974; Frey *et al.*, 1984; Gierlowski-Kordesch, 1991; etc.), complicado frecuentemente por problemas de nomenclatura, sobre todo en lo referente a trazas con relleno en menisco (Bracken y Picard, 1984; D'Allessandro y Bromley, 1987). A pesar de que la mayor parte de las



Figura 10.- Estructuras de escape verticales (tipo 1) en un corte perpendicular a la estratificación. Detalle del relleno activo en menisco cóncavo hacia arriba. *Crevasse splay*, parte inferior de S1. El diámetro de la moneda es de 2,5 cm.

trazas aquí descritas podrían englobarse en el icnogénero *Taenidium* (tal y como fue redefinido por D'Allessandro y Bromley, 1987) se ha creído más útil separarlas en base a comportamientos distintos (alimentación, escape o refugio) condiciones ambientales distintas (edáficos o lacustres, acuáticos o vadosos) o sus relaciones con el *Microcodium* (que a su vez proporcionan un gran volumen de información sobre este último).

Trazas fluviales

TIPO 1: ESTRUCTURAS DE ESCAPE

Tubos cilíndricos verticales con relleno en menisco (Fig. 10) que atraviesan completamente estratos tabulares de arenisca. Pueden alcanzar los 60 cm de longitud (en función del espesor del estrato) y oscilan entre 1 y 2 cm de diámetro. Los límites son netos y sin revestimiento. El relleno interno en menisco de las trazas es sistemáticamente cóncavo hacia arriba y está formado por láminas muy apretadas con leve contraste granulométrico (en ocasiones con falso aspecto masivo) y con los extremos distales de las láminas tangen-

tes a la pared del tubo. La composición del relleno es análoga a la de la arenisca sin perturbar, con las diferencias texturales descritas en el apartado anterior relativo a la composición de las areniscas. El espaciado entre las trazas individuales es usualmente de 3-4 cm, y pueden presentar falsa ramificación hacia abajo (ramificación secundaria sucesiva de D'Allessandro y Bromley, 1987), debido al aprovechamiento parcial de un relleno por otro animal con el mismo camino.

Estas trazas son características de *crevasse splays* en las llanuras de inundación de S1 y S2 y de *sheet floods* sobre las llanuras lutíticas/*sabkhas* continentales de S1. Cuando las areniscas tabulares están conectadas físicamente en canales de *crevasse*, más potentes, los tubos verticales no afectan a estos últimos. La existencia de paleosuelos más o menos desarrollados por debajo y por encima de los estratos con trazas demuestra el carácter episódico de la sedimentación de los *sheets* areniscosos, ligados probablemente con crecidas estacionales o de orden mayor. Este estilo deposicional, y la dirección de movimiento sistemáticamente ascendente de los organismos responsables (deducida de la orientación de los meniscos), son coherentes con una interpretación de las trazas como estructuras de escape de invertebrados que viven en un suelo hidromorfo de la llanura de inundación y son sepultados durante una crecida por un desbordamiento arenoso.

En presencia de otros tipos de trazas, las verticales son siempre las primeras (están truncadas por las demás). Cuando los *sheets* areniscosos están colonizados parcialmente por *Microcodium*, éste se sobrepone siempre (es posterior) a las trazas verticales. Estas dos relaciones sugieren una naturaleza temprana, prácticamente sinsedimentaria, de las trazas verticales, lo que apoya su interpretación como estructuras de escape.

El relleno activo en menisco es una estructura común en trazas de escape verticales (D'Allessandro y Bromley, 1987). En este caso, la alternancia de dos granulometrías en el interior del relleno debe interpretarse como un proceso de selección exclusivamente física del sedimento (Stanley y Fagerstrom, 1974).

Las trazas tipo 1 son análogas a las descritas por Bracken y Picard (1984) en facies fluviales maastrichtienses-paleocenas y asignadas al icnogénero *Muensteria*. No obstante, en opinión de D'Allessandro y Bromley (1987) los tubos cilíndricos con relleno activo en menisco, sin revestimiento ni ramificación (incluyendo las formas verticales) deben ser incluidos en el género *Taenidium*.

TIPO 2: SISTEMAS DE GALERÍAS

Tubos de excavación que forman una red compleja de galerías a diferentes niveles, con una componente oblicua y una componente predominantemente horizontal (Fig. 11). En cortes paralelos a la estratificación se observan galerías ramificadas (se cortan pero no se cruzan) en interferencia con otras redes independientes (se cruzan). En cortes perpendicu-

res a la estratificación se observan galerías oblicuas que desembocan en una o varias redes horizontales mucho más gruesas. Los tubos de acceso oblicuos tienen sección circular u oval y diámetros constantes en torno a 2-4 mm. Las galerías horizontales son de trazado y sección muy irregular y pueden alcanzar los 2,5 cm de anchura. No se aprecian estructuras en menisco ni revestimientos en los bordes. Presentan un relleno masivo de arenisca similar a la facies encajante y las galerías se distinguen por su coloración roja o amarilla-marrón en el seno de una matriz de arenisca gris o marrón oscuro (respectivamente).

Estas estructuras se restringen a los centímetros superiores de estratos tabulares masivos o con laminación paralela depositados como *crevasse splay* en la llanura de inundación. Cuando coexisten, cortan a las trazas de escape de tipo 1, son reemplazadas selectivamente por *Microcodium in situ*, y son cortadas por planos de desecación. Es decir, son postdeposicionales, previas a la edafización, y producidas probablemente cuando el sedimento estaba aún empapado en agua. Las características y contexto de estas trazas son análogas a las de las descritas por Smith y Hein (1971) en barras fluviales arenosas recién abandonadas por el agua del río Misisipi: sistemas de túneles con tramos inclinados de entrada y tramos horizontales, excavados por escarabajos estafilínidos en las arenas mientras están húmedas, aparentemente para buscar refugio. Las analogías en la morfología, tamaño y momento de formación sugieren un origen similar para las trazas de tipo 3, que se generarían justo después de una crecida en *crevasses* arenosos.

TIPO 3: TRAZAS CON RELLENO EN MENISCO EN *PSEUDOGLEYS*

Tubos cilíndricos con relleno activo en menisco sinuosos o rectos y orientados en cualquier dirección posible (Fig. 12). No superan los 15 cm de longitud y su diámetro varía mucho de un individuo a otro (de 3 mm a 2 cm). Son adhesivos (no se separan fácilmente de su matriz). Abundan extraordinariamente en las lutitas marmorizadas (rojas, marrones, grises...) de la llanura de inundación (*pseudogleys*) y están prácticamente ausentes en las lutitas rojas sin marmorizar, con y sin yeso, depositadas en llanuras lutíticas y *sabkhas* continentales (S1 en el sector oriental).

Los meniscos están formados por láminas muy finas marcadas por contrastes de color (más o menos oxidado). En unos casos las manchas de marmorización las cortan y en otros son estas trazas las responsables de las manchas: es decir, la pigmentación se restringe a ellas (Fig. 12) o las tiene como núcleo. Estas relaciones implican no sólo que las trazas se formaron contemporáneamente con la movilización de hierro en el *pseudogley*, sino que además tuvieron un papel importante en esa movilización, quizá por un efecto de redistribución de la materia orgánica o por aumentar la

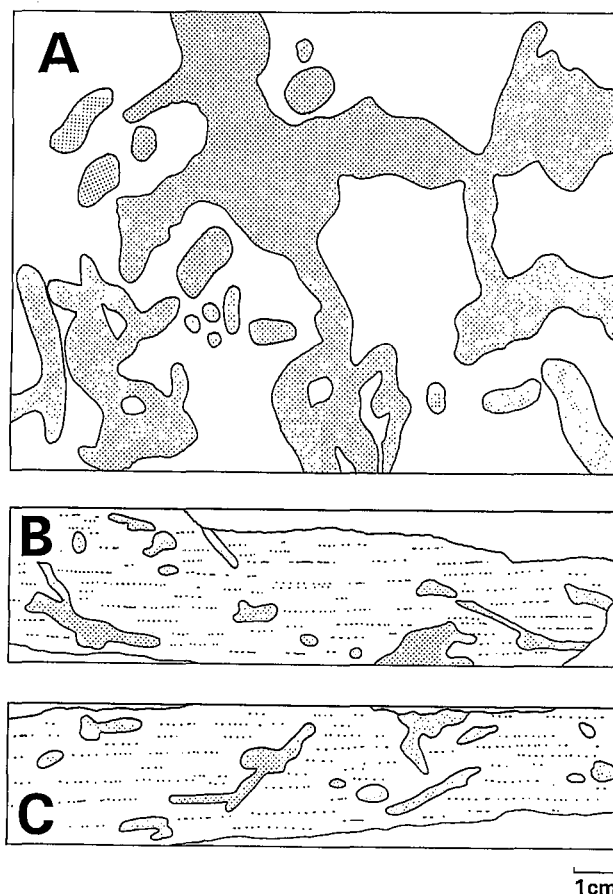


Figura 11.- Trazas de tipo 2: 1. Visión en planta en un corte paralelo a la estratificación. 2-3. Cortes perpendiculares a la estratificación mostrando los túneles oblicuos de acceso. Muestra de mano de una arenisca tabular con laminación paralela (*crevasse splay*) de la parte inferior de S1.

permeabilidad localmente (Bown y Kraus, 1983; Buurman, 1980).

Estas trazas coexisten (aunque no «pacíficamente») con el crecimiento de colonias globulares de *Microcodium* en el seno de las lutitas marmorizadas. En unos casos las colonias truncan a las trazas y en otros las trazas retrabajan el *Microcodium*, dando como resultado una facies con abundantes fragmentos de *Microcodium* disociado, de tamaño arena, flotando en el seno de lutitas marmorizadas (Fig. 12). Esta disposición podría conducir a errores en la interpretación sedimentológica de estos depósitos, ya que las partículas de tamaño arena (los prismas disociados) no son deposicionales en este caso.

Las relaciones con la marmorización y con el *Microcodium* sugieren que las trazas de tipo 3 fueron generadas por sedimentívoros que se alimentaban en el interior de suelos de tipo *pseudogley* con y sin *Microcodium*, es decir, en condiciones vadosas con encharcamientos de agua periódicos asociados con crecidas y derivados de la capacidad limitada de drenaje del suelo (Duchaufour, 1975; Freytet y Plaziat, 1982).



Figura 12.- Trazas de tipo 3 distinguibles por su tonalidad oscura (color rojo). Incluyen numerosos prismas disociados de *Microcodium*, producto de la destrucción de colonias *in situ* por los bioturbadores. Halo de reducción (izquierda) alrededor de una traza de raíz. Lutitas marmorizadas de llanura de inundación, S1.

Estas trazas son análogas en su contexto, tamaño y características a las descritas por Bown y Kraus (1983) en paleosuelos hidromorfos de llanura de inundación del Eoceno inferior de Wyoming (denominadas por ellos «tipo 7»). Tanto en el caso que nos ocupa como en el de Wyoming, la naturaleza de las trazas no permite la observación de las superficies externas, característica esencial en la taxonomía de las trazas con relleno en menisco (D'Allessandro y Bromley, 1987). Estas trazas podrían denominarse simplemente «estriotúbulos» en el sentido de Brewer (1964), ya que han sido generadas por organismos del suelo. En opinión de Bown y Kraus (1983) los candidatos más obvios son los gusanos *Oligochaeta*.

TIPO 4

Trazas con relleno activo en menisco de características muy similares a las del tipo 3 excepto en dos cosas: en primer lugar están incluidos en limos y areniscas de grano fino, y en segundo lugar son discretos, es decir, se separan fácilmente de su matriz. Las relaciones con la marmorización y con el *Microcodium* son análogas a las del tipo 3. Son frecuentes en las intercalaciones de grano más fino entre *sheet floods* y a techo de *crevasse splays* distales, y su abundancia parece estar en relación directa con el grado de colonización por *Microcodium*.

Es muy posible que los tipos 3 y 4 sean ambos el reflejo del mismo tipo de traza en dos litologías distintas, y por tanto dos situaciones diferentes de preservación, lo que motiva su naturaleza adhesiva en el primer caso y discreta en el segundo. En el tipo 4 la superficie externa es levemente rugosa y sin estriaciones, lo que unido a la ausencia de revestimiento y de ramificación permite clasificarlas como *Taenidium* (D'Allessandro y Bromley, 1987).

TIPO 5: TRAZAS CON RELLENO EN MENISCO RETRABAJANDO MICROCODITAS

Tubos cilíndricos sin ramificar de sección ovoidal-

circular, de forma sinuosa o recta y con cualquier orientación posible (horizontales, verticales y oblicuos) (Fig. 13-1). Se separan fácilmente de su matriz. La longitud máxima observada es de 7 cm y su diámetro máximo 1,5 cm. La superficie externa carece de estrías o de ornamentación.

El relleno interno está formado casi exclusivamente por prismas y fragmentos de colonias de *Microcodium* (fig. 13-2). La estructura en menisco está marcada por finas láminas de 0,4 mm de espesor, constituidas por prismas pequeños disociados cuyo tamaño no sobrepasa las 60x200 micras. El resto del relleno (láminas gruesas) está formado por fragmentos de hasta 0,5 mm de diámetro de colonias cilíndricas y prismas sueltos. El espaciado entre las láminas finas es máximo en el eje del tubo (1-2 mm) y decrece progresivamente hacia los bordes, donde las láminas se hacen tangentes, lo que provoca una leve acumulación de granulometría más fina (prismas individuales disociados) en los bordes de la traza (es decir, no es una verdadera estructura de pared). Las láminas son paralelas unas a otras excepto cuando la traza cambia de dirección, lo que provoca que unas láminas trunquen levemente a las previas en la periferia del tubo (Fig. 13-3).

Este tipo de estructuras es extraordinariamente abundante en algunos niveles de microcoditas (ver apartado anterior) de la base de la Secuencia 1. Estas microcoditas reemplazan areniscas de grano fino, como revela la presencia de fragmentos de cuarzo y restos de arcillas entre las colonias *in situ*, a modo de residuos insolubles expulsados centrífugamente. Las estructuras sedimentarias de este nivel han sido borradas casi completamente durante el reemplazamiento, aunque excepcionalmente pueden observarse fantasmas de estratificación cruzada de surco (p. ej. 1 km al E de Millá).

Las trazas de tipo 5 son claramente posteriores al reemplazamiento por *Microcodium in situ*: los bordes de los tubos truncan las colonias cilíndricas *in situ*, cuyos fragmentos son los únicos componentes del relleno. La estructura en menisco suele representar el relleno activo de sedimento detrás de un animal que se movía en un substrato blando escapando o en busca de comida (D'Allessandro y Bromley, 1987). Siguiendo a Pemberton y Frey (1982), los rellenos en menisco pueden reflejar una combinación de ingestión y transporte externo, y en ellos el sedimento más grueso se considera como no ingerido. Las láminas de 1-2 mm de espesor (formadas por material más grueso) representan material transportado a lo largo de la periferia del animal después de triturar parcialmente durante su avance a las colonias *in situ*. Las láminas finas (de 0,4 mm de espesor), formadas por pequeños prismas disociados, representan un relleno fecal (ingerido).

Las características del relleno, unidas a la orientación y disposición de las trazas, permiten interpretarlas como generadas por sedimentívoros que se alimentaban de los componentes orgánicos del *Microcodium* (que en ese momento, recién formado, debía actuar como una estructura muy disgregable).

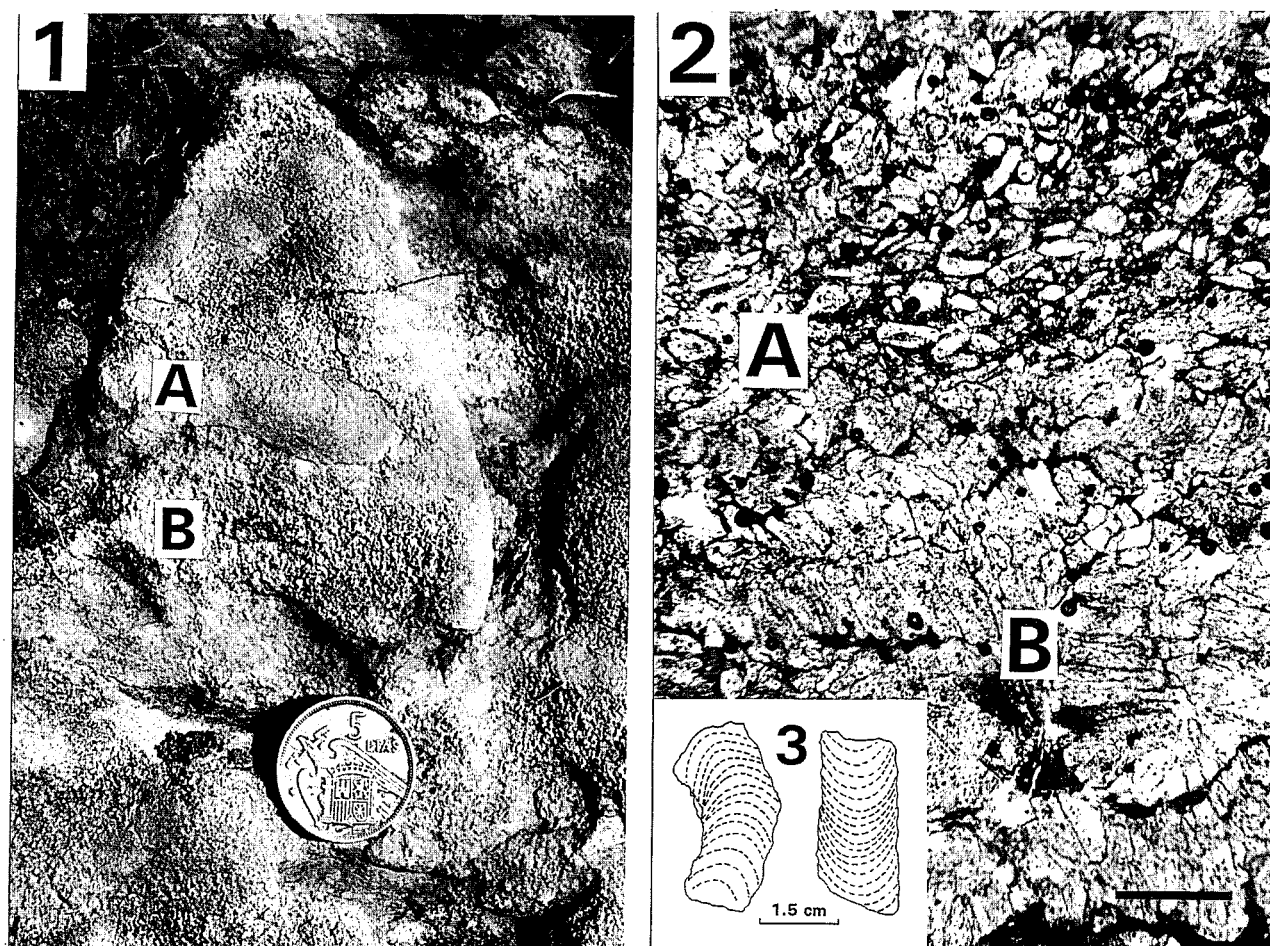


Figura 13.- Trazas de tipo 5 en microcoditas: 1. Superficie de afloramiento perpendicular a la estratificación. 2. Contacto entre la facies no bioturbada (colonias *in situ* de *Microcodium*, parte inferior) y un relleno en menisco formado tras la desagregación de las colonias *in situ*. Lámina delgada. Escala: 300 micras. 3. Disposición de las láminas en el relleno en menisco, obtenida a partir de secciones pulidas. B: Colonias cilíndricas de *Microcodium in situ*. A: Relleno en menisco formado por prismas y colonias disociados de *Microcodium*.

En base a la presencia de relleno activo en menisco y a la ausencia de ramificaciones verdaderas, estructuras de pared o estrías externas longitudinales, esta traza también puede ser incluida en el género *Taenidium*. El hecho de que las láminas del relleno no permanezcan paralelas a sí mismas cuando la traza gira, no caracteriza a *Taenidium* sino a *Ancorichnus* (D'Allessandro y Bromley, 1987). No obstante, este último género se caracteriza por la existencia de una estructura de pared bien definida (Frey *et al.*, 1984), de la que carecen las trazas de tipo 5.

TIPO 6: TRAZAS VERTICALES DE GRAN TAMAÑO ASOCIADAS CON CANALES

Tubos completamente verticales de hasta 1 m de longitud, con secciones circulares que pueden alcanzar los 6 cm de diámetro (con dos modas en torno a los 2,5 y 4,5 cm, respectivamente). Nunca se bifurcan y su diámetro permanece prácticamente constante en toda su longitud (Fig. 14). En secciones verticales presentan un contorno rugoso irregular. La naturaleza de sus rellenos no se ha podido determinar debido a su erosión sis-

temática en los afloramientos. Su presencia se restringe a areniscas de relleno de canal con estratificación cruzada de surco y con índices anchura/espesor superiores a 20. En la parte intermedia de la Secuencia 2 (zona del Puerto de Áger) afloran dos canales en los que este tipo de trazas es muy abundante, siendo las facies intercanal asociadas lutitas marmorizadas y areniscas de *crevasse* con colonias globulares de *Microcodium in situ* (ver apartado sobre facies intercanal). Los tubos atraviesan completamente los canales desde la base hasta el techo y aparentemente no continúan (o no se han preservado) en los finos sub y suprayacentes.

Estas estructuras tienen un contexto sedimentológico y disposición comparables a los de las huellas de excavación verticales descritas por Allen y Williams (1981), asociadas sistemáticamente a facies fluviales de canal en la *Old Red Sandstone* (Silúrico-Carbonífero) de Gran Bretaña y clasificadas como *Beaconites antarcticus*.

Otra aparición de trazas verticales de tamaño, disposición, contexto sedimentológico y edad muy simila-



Figura 14.- Trazas verticales de tipo 6. Afloramiento perpendicular a la estratificación. Areniscas canalizadas, S2.

res a las consideradas aquí, es la denominada por Bown y Kraus (1983) como «tipo 6», también en facies de canal, en sistemas fluviales dominados por paleosuelos del Eoceno inferior de Wyoming.

Tanto los ejemplos de Allen y Williams (1981) como los de Bown y Kraus (1983) presentan rellenos indistintamente masivos o en menisco. La ausencia de este dato en las trazas de Áger quita valor a la comparación, aunque los tres tipos de trazas tienen en común el estar asociadas sistemáticamente con canales areniscosos, su naturaleza vertical sin ramificar y sus grandes dimensiones: así, su diámetro y longitud máximas son, respectivamente: 6 cm y 1 m (este trabajo); 6,5 cm y 0,5 m (Bown y Kraus, 1983); 25 cm y 2 m (Allen y Williams, 1981).

Trazas fósiles de los carbonatos lacustres

TIPO 7

Tubos cilíndricos con relleno activo en menisco y carentes de revestimiento. Sus secciones son circulares u ovales, con un diámetro medio de 11,4 mm (96 medidas). La longitud real es muy difícil de medir debido a la facilidad de ruptura a favor de las estructuras en menisco. Las trazas nunca tienen ramificación verdadera y presentan cualquier orientación posible (de horizontales a verticales) y pueden ser rectas o sinuosas.

El relleno de los tubos es un *mudstone* con prismas disociados de *Microcodium* y escasos restos de verticilos calcificados de carofitas. La estructura interna en menisco está marcada por cambios granulométricos (concentraciones de prismas). La superficie externa presenta una ornamentación característica consistente en pequeños tubérculos (menores de 1 mm) que en conjunto pueden organizarse dando un aspecto de estrías transversales (Fig. 15). Estas estrías se corresponden internamente con las concentraciones de prismas que marcan los meniscos.

Las estructuras de tipo 7 están presentes en la mayoría de las facies lacustres-palustres. Su desarrollo máximo está asociado con las margas grises situadas

en la base de las calizas lacustres, donde se puede recolectar gran número de ejemplares sueltos. Estas margas representan las facies de instalación y expansión lacustre sobre la llanura aluvial.

Los tubos de tipo 7 son previos a la colonización por *Microcodium*. El relleno de estos tubos es pobre en prismas disociados, lo que sugiere que el sedimento lacustre inicial contenía una pequeña cantidad de prismas, procedentes de la orla palustre del lago o de aportes fluviales.

Estas trazas representan el relleno activo de huellas de excavación de sedimentívoros que retrabajan un fango micrítico lacustre muy somero con mallas de cianobacterias, una pequeña proporción de prismas disociados de *Microcodium* y algunos restos de carofitas. Las láminas micríticas de las trazas de tipo 7 representan el material ingerido, y las láminas de grano más grueso representan el material transportado. En la mayoría de los lagos actuales de agua dulce los sedimentívoros dominantes son los anélidos *Oligochaeta* y las larvas de insectos quironómidos; ambos bioturban el interior del sedimento; los *Oligochaeta* ingieren sedimento fino para alimentarse fundamentalmente de bacterias y tienen una gran capacidad para removilizar sedimento (McCall y Tevesz, 1982). El tamaño de las trazas permite discriminar a los quironómidos como responsables, por lo que los *Oligochaeta* acuáticos parecen los candidatos idóneos para las trazas de tipo 7. esta posibilidad se ve apoyada por la existencia de anulaciones transversales en los tubos, que pueden asignarse a los movimientos peristálticos (Frey *et al.*, 1984) de un anélido segmentado. Toots (1967, 1975) y Squires y Advocate (1984) describen tubos con relleno en menisco de tamaño y características similares a las trazas de tipo 7 (pero sin ornamentación) en depósitos marginales lacustres del Terciario de Norteamérica; los segundos los asignan a la actividad de *Oligochaeta* acuáticos.

Plaziat (1970, p. 77-78 y lám. 8) y Freytet y Plaziat (1982, p. 204-205) describen y documentan en detalle estructuras indudablemente idénticas a las de Áger, en depósitos con edades variables (desde el Cretácico superior al Luteciense): las trazas se encuentran en margas lacustres, en tránsito vertical con calizas marinas, y estos autores las asignan también a actividades alimenticias de *Oligochaeta*. Hay que destacar que, tanto en el Thanetiense de Áger como implícitamente en los ejemplos franceses, la aparición de los tubos de tipo 7 está asociada con depósitos de lagos costeros carbonáticos.

TIPO 8

En secciones pulidas de calizas lacustres no reemplazadas por *Microcodium*, se observan con frecuencia numerosas secciones de tubos con relleno en menisco, de cualquier forma y orientación y con rellenos de composición análoga al sedimento lacustre normal, constituyendo ocasionalmente «facies bioturbadas». La sección de los tubos presenta dos modos de tamaño,

una de ellas análoga a la de las trazas de tipo 7 y la otra, sensiblemente inferior, en torno a 3-5 mm. No se ha observado ningún representante de la segunda moda dando relieve en las calizas o como tubo discreto en las margas, por lo que se desconoce si presentan la misma ornamentación que las de tipo 7. Si en realidad se trata de estructuras diferentes, las pequeñas serían comparables a los tubos de excavación con relleno en menisco y de 3.5-4 mm de diámetro descritas por Edwards (1975) en calizas lacustres muy someras. Este autor las interpreta como posteriores a la desecación del lago y producidas por insectos sedimentívoros. De acuerdo con McCall y Tevesz (1982), aparte de los *Oligochaeta* los organismos sedimentívoros dominantes en los lagos someros de agua dulce son las larvas de quironómidos, de distribución mundial y cuyo tamaño se ajusta bien al de las trazas de tipo 8 y al de las de Edwards (1975).

TIPO 9

Tubos de 1 a 2 mm de diámetro con relleno masivo de *packstone* de prismas disociados de *Microcodium*. Cortan sistemáticamente a las trazas tipo 7 y se preservan en el interior de éstas (Fig. 15). En lámina delgada se deduce ocasionalmente cómo los invertebrados responsables de los tubos de tipo 9 atacan y destruyen selectivamente colonias cilíndricas *in situ* de *Microcodium* (Fig. 16), lo que sugiere que se alimentaban directamente de *Microcodium* y explica porqué este tipo de trazas es sistemáticamente mucho más rico en prismas que el sedimento que las contiene. En casos extremos de colonización de calizas lacustres por *Microcodium*, las trazas de tipo 9 son claramente posteriores a la colonización, destruyendo y retrabajando completamente las colonias *in situ*, dando como resultado un *packstone* homogéneo de prismas y fragmentos de rosetas, con algunos restos de colonias *in situ* cortadas por los tubos.

Las trazas de tipo 9 postdatan las trazas de tipo 7 y parece coherente asignarlas a sedimentívoros (¿larvas de insectos?) que se alimentaban preferentemente de los componentes orgánicos del *Microcodium*. Los invertebrados responsables vivían en el interior de un sedimento lacustre desecado que previamente había sido colonizado por *Microcodium in situ* en la fase palustre.

Conclusiones

Los elementos básicos de reemplazamiento de las facies fluviales intercanal por *Microcodium* son las colonias globulares, que bordean trazas de raíces y crecen perpendicularmente a ellas. Cada colonia globular está constituida por bandas concéntricas, formadas a su vez por numerosas colonias elementales de tipo cilíndrico o cilíndrico-lamelar.

Las microcoditas son un caso extremo de reemplazamiento de facies fluviales intercanal por *Microcodium*, y pueden considerarse como un paleosuelo y al mismo tiempo como un tipo de facies (pedofacies) de llanura de inundación. Abundan en la

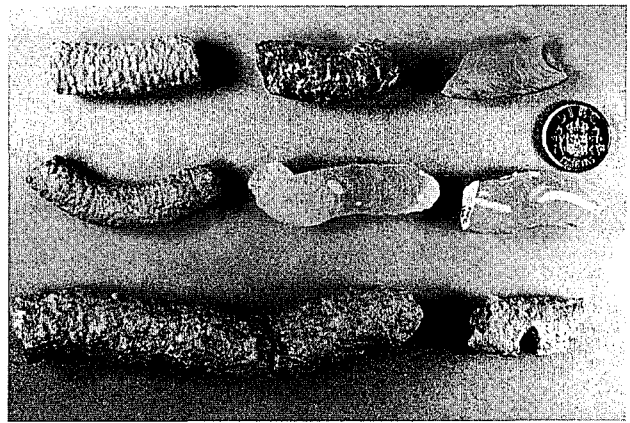


Figura 15.- Trazas de tipo 7 con su ornamentación externa característica. Los dos ejemplares de la esquina inferior derecha presentan trazas de tipo 9 superpuestas.

parte superior de las secuencias, a techo de depósitos fluviales y en la base de carbonatos lacustre-palustres costeros. Esta abundancia precede a los momentos de subida relativa del nivel del mar, cuyos representantes en la llanura costera son los carbonatos lacustre-palustres citados. Estas subidas relativas del nivel del mar son las responsables de la retracción de los sistemas fluviales, de la anulación de los aportes detríticos intracuencales y de la disminución de la tasa de sedimentación.

Se han descrito 9 tipos de rellenos de tubos de excavación de invertebrados con significado paleoambiental. En facies fluviales, los tipos 1 y 2 caracterizan areniscas tabulares depositadas como *crevasse splays* y *sheet floods*. Los tipos 3 y 4 caracterizan paleosuelos hidromorfos de tipo *pseudogley* en la llanura de inundación y son coetáneos con la colonización por *Microcodium* y con la marmorización. El tipo 5 fue producido por un invertebrado que se alimentaba de *Microcodium*, y su presencia en niveles de microcoditas implica la naturaleza de substrato blando de este tipo de facies justo después de su formación. El tipo 6 caracteriza facies areniscosas de canal. En los depósitos de lagos costeros, los tipos 7 y 8 están asociados con margas y calizas lacustres someras (el tipo 7 probablemente caracteriza a estas facies) y el tipo 9 fue producido en la fase palustre por un organismo que se alimentaba de *Microcodium*.

Cinco de las trazas presentan rellenos activos en menisco y carecen de revestimiento o estrías longitudinales, y han sido clasificados como *Taenidium* sp. Los organismos responsables son probablemente gusanos *Oligochaeta* acuáticos y terrestres, escarabajos y larvas de insectos

Agradezco a E. Fernández, J.A. de la Peña y O. Bernaldo por su colaboración en parte del trabajo de campo; a J.P. Rodríguez por sus discusiones sobre las trazas fósiles y por su generoso aporte de información; a P. Clemente por su crítica constructiva de los aspectos sedimentológicos; a J. Arribas por sus sugerencias en torno a la procedencia; a J.A. de la Peña y M.E. Arribas por su ayuda en la corrección del manuscrito; a

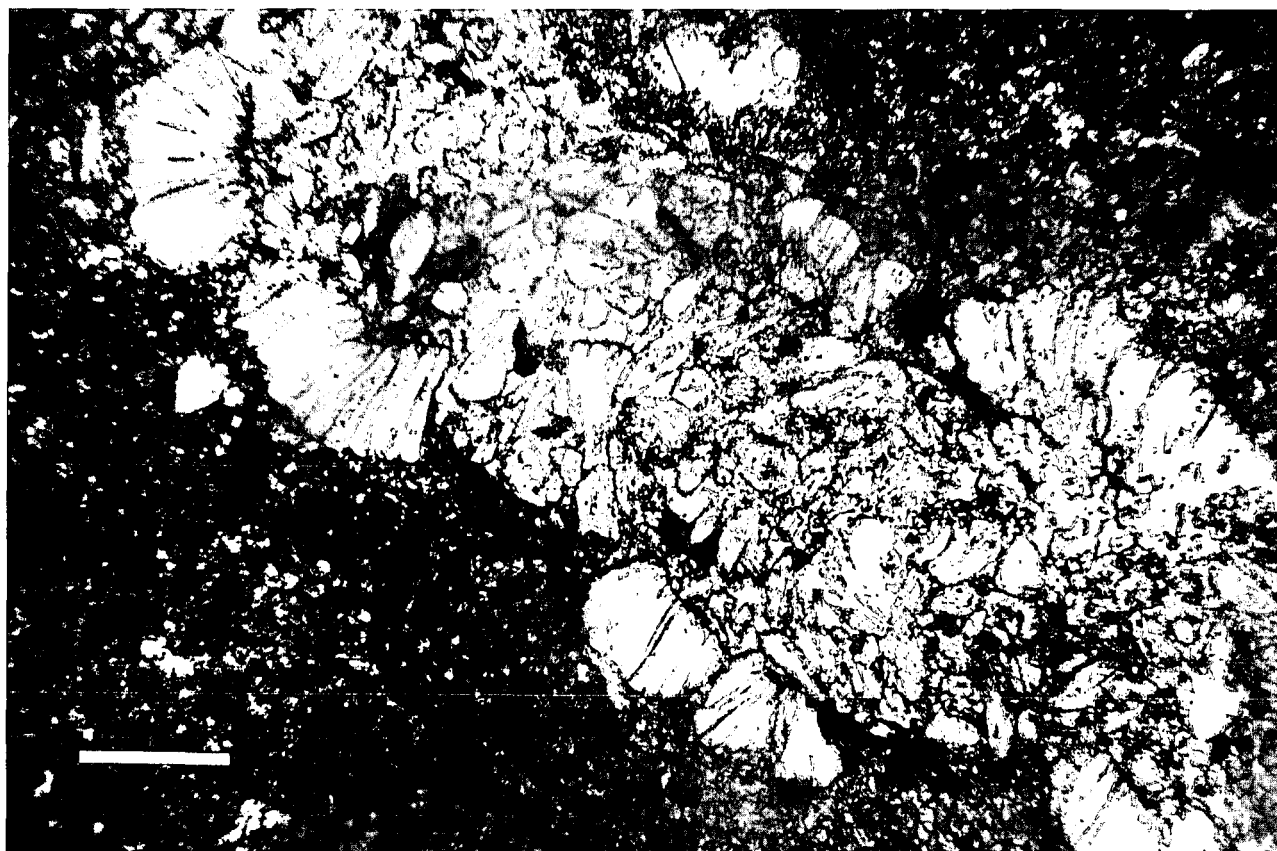


Figura 16.- Traza de tipo 9 atravesando selectivamente el núcleo de una colonia cilíndrica de *Microcodium*. Caliza lacustre-palustre, parte superior de S1. Lámina delgada. Escala: 300 micras.

J.C. García Ramos, C. Suárez de Centi y M. Valenzuela por ofrecer la oportunidad de realizar este trabajo, iniciado como respuesta a su convocatoria de Reunión Monográfica sobre Biosedimentación.

Bibliografía

- Allen, J.R.L. y Williams, B.P.J. (1981): Beaconites antarcticus: a giant channel-associated trace fossil from the Lower Old Red Sandstone of south Wales and the Welsh Borders. *Geol. J.*, 16: 255-269.
- Betzler, Ch., Van der Hurk, A., Eichenseer, H. y Luterbacher, H.P. (1989): Secuencias deposicionales del Paleógeno en la cuenca de antepaís surpirenaica (ríos Llobregat a Cinca). *Com. XII Cong. Esp. de Sedimentología*, Bilbao, 191-194.
- Bignot, G. (1981): Illustration and Paleoecological Significance of Cretaceous and Eocene Girvanella Limestones from Istria (Yugoslavia, Italy). En: *Phanerozoic Stromatolites* (Monty, C., ed). Springer Verlag, Berlin, 134-139.
- Bodergat, A.M. (1974): Les Microcodiums. Milieux et modes de développement. Thèse, *Document du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, 62: 137-235.
- Bodergat, A.M., Triat, J.M. y Truc, G. (1975): L'origine organique des microcodiums: exemple du rôle des microorganismes dans la biocorrosion des roches carbonatées et la biosynthèse de la calcite en milieu continental. *IX Congreso Internacional de Sedimentología*, Niza, 7-14.
- Bown, T.M. y Kraus, M.J. (1983): Ichnofossils of the alluvial Willwood Formation (Lower Eocene), Bighorn Basin, Northwest Wyoming, USA. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 43: 95-128.
- Bracken, B. y Picard, M.D. (1984): Trace fossils from Cretaceous/Tertiary North Horn Formation in Central Utah. *J. Paleont.*, 58: 477-487.
- Brewer, R. (1964): *Fabric and mineral analysis of soils*. J. Wiley, N.Y.-London, 470 p.
- Buurman, P. (1980): Paleosols in the Reding Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wright, U.K. *Sedimentology*, 27: 593-606.
- Calvet, F., Wright, V.P. y Giménez, J. (1991): Microcodium: descripción y origen. Implicaciones paleogeográficas, paleoclimatológicas y paleogeomorfológicas. *Comunic. I Cong. del grupo español de Terciario*, Vic, 50-51.
- D'Alessandro, A. y Bromley, R.G. (1987): Meniscate trace fossils and the *Muensteria-Taenidium* problem. *Palaentology*, 30: 743-763.
- Duchaufour, P. (1975): *Manual de edafología*. Toray-masson, Barcelona, 476 p.
- Edwards, P. (1975): Invertebrate Burrows in an Oligocene fresh-water limestone. *Contributions to Geology*, 14(1): 7-8.
- Esteban, M. (1974): Caliche textures and Microcodium. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92: 105-125.
- Freeman, T., Rossel, J. y Obrador, A. (1982): Oncolites from lacustrine sediments in the Cretaceous of north-eastern Spain. *Sedimentology*, 29: 433-436.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12. Ed. B. H. Purser. 213 p.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. y Fagerstrom, J.A. (1984).

- Morphological, ethological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *J. Paleont.*, 58: 511-528.
- Friend, P. (1978): Distinctive features of some ancient river systems. En: *Fluvial sedimentology* (Miall, A. ed.), *Can. Soc. Petroleum Geologist Mem.*, 5: 531-543.
- Gierlowski-Kordesch, E. (1991): Ichnology of an ephemeral lacustrine/alluvial plain system: Jurassic East Berlin Formation, Hartford Basin, USA. *Ichnos*, 1: 221-232.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42: 77-108.
- Jaillard, B., Guyon, A. y Maurin, A.F. (1991): Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma*, 50: 197-210.
- Klappa, C.F. (1978): Biolithogenesis of *Microcodium*: elucidation. *Sedimentology*, 25: 489-522.
- Krauss, S. (1990): Stratigraphy and facies of the «Garumnian» - Late Cretaceous to Early Paleogene in the Tremp Region, Central Southern Pyrenees. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*. Reihe A. Geologie, Palaontologie, Stratigraphie. Nr. 11: 152p.
- Llompart, C. y Krauss, S. (1982): Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al S del Montsec (Prov. de Lérida). *Bol. Geol. Min.*, 93: 371-378.
- Lucas, G. y Montenat, C. (1967): Observations sur les structures internes et la développement des *Microcodium*. *Bull. Soc. Geol. France*, 9: 909-918.
- MacCall, P.L. y Tevesz, M.J.S. (1982): *Animal-Sediment Relations, the Biogenic Alteration of Sediments*. Plenum press. N.Y.-London, 316p.
- Mey, P., Nagtegaal, P., Riberti, K. y Hartevelt, J. (1968): Lithostratigraphic subdivision of posthercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse. Geol. Mededel.* 41: 131-149.
- Milliken, K.L. (1979): The silicified evaporite syndrome - Two aspects of silicification history of former evaporite nodules from Southern Kentucky and Northern Tennessee. *Jour. Sed. Petrol.*, 49: 245-256.
- Mukerji, A.B. (1976): Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna Plain, India. *Zeits. Geomorphologie*, Neue folge, Bd. 20: 190-204.
- Monty, C.L.V. y Hardie, L.A. (1976): The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. En *Stromatolites* (Walter, M.R., ed), Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam: 447-477.
- Mutti, E., Rosell, J., Allen, G., Fonnesu, F. y Sgavetti, M. (1985): The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Áger Basin. En: *6th European Regional Meeting, Lerida (Spain)* (Milá, M. y Rossel, J., Eds), I.A.S., Excursion Guidebook no. 13: 579-600.
- Pemberton, S.G. y Frey, R.W. (1982): Trace fossil nomenclature and the Planolite-Paleophycus dilemma. *J. paleont.*, 56: 843-881.
- Plaziat, J.C. (1970): Contribution a l'étude de la faune et de la flore du Sparnacien des Corbières septentrionales. *Cahiers de Paléontologie*. Ed. C.N.R.S., París, 121 p.
- Plaziat, J.C. (1984): Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé á la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse. Université Paris-sud. 1362 p.
- Rampone, G., Arribas, M.E., Estrada, R. y Obrador, A. (1987): Exceptional Abundance of «*Microcodium*» in continental facies (Camplong Anticline, NE Spain). *8th European Regional Meeting*, Túnez. I.A.S. Abst. Book: 421-422.
- Robador, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I. y Robles, S. (1991): Una importante discontinuidad estratigráfica del Paleoceno de Navarra y del País Vasco: caracterización y significado. *Geogaceta*, 9: 62-65.
- Smith, N.D. y Hein, F.J. (1971): Biogenic reworking of fluvial sediments by staphylinid beetles. *Jour. Sed. Petrol.*, 41: 598-602.
- Squires, R.L. y Advocate, D.M. (1984): Meniscate burrows from Miocene lacustrine-fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocopia Mountains, Southern California. *J. Paleont.*, 58: 593-597.
- Stanley K.O. y Fagerstrom, J.A. (1974): Miocene invertebrate trace fossils from a braided river environment, Western Nebraska, U.S.A. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 15: 63-82.
- Toots, H. (1967): Invertebrate burrows in the non-marine Miocene of Wyoming. *Contributions to Geology, Univ. of Wyoming*, 6: 93-96.
- Toots, H. (1975): Distribution of meniscate burrows in non-marine Tertiary sediments of West U.S. *Contributions to Geology, Univ. of Wyoming*, 14: 9-10.
- Warren, J.K. (1989): *Evaporite Sedimentology*. Prentice Hall, New Jersey, 285p.

Manuscrito recibido el 15 de mayo de 1992

Aceptado el manuscrito revisado el 15 de Septiembre de 1992